第 37 卷第 7 期
2017 年 4 月
生 态 学 报
ACTA ECOLOGICA SINICA
Vol.37,No.7
Apr.,2017

DOI: 10.5846/stxb201601120074
徐莹莹,汤洁,祝惠,林英姿,金明兰,朱心悦.东北城市露水凝结观测及其与常规气象要素的关系.生态学报,2017,37(7):2382-2391.
Xu Y Y, Tang J, Zhu H, Lin Y Z, Jin M L, Zhu X Y.Monitoring dew condensation and its response to conventional meteorological factors in an urban ecosystem of northeastern China.Acta Ecologica Sinica,2017,37(7):2382-2391.

# 东北城市露水凝结观测及其与常规气象要素的关系

徐莹莹[1,2,*],汤 洁[2],祝 惠[3],林英姿[1],金明兰[1],朱心悦[1]
1 吉林建筑大学,松辽流域水环境教育部重点实验室,长春 130118
2 吉林大学资源与环境学院,长春 130021
3 中国科学院东北地理与农业生态研究所,长春 130102

**摘要**:露水是城市生态系统水循环组成部分,是重要的凝结水资源和湿度来源,为了揭示“全球变暖”对我国东北地区城市露水凝结的影响,于 2014 和 2015 年植物生长季对长春市绿地区、道路区及裸土区露水强度和气象因子进行监测和相关性分析。结果表明,东北城市绿地区露水强度与相对湿度、露点温度、气温、风寒温度、太阳辐射($n=254$,$P<0.01$)正相关,与 $PM_{2.5}$、$PM_{10}$、空气质量指数、夜间风速、大气压($n=254$,$P<0.01$)负相关。东北城市年露日数为 132—136 d,占无霜期的 62.5%左右。绿地区是城市生态系统水汽凝结的主要区域,绿地区占市区面积的比例是城市年露水量的决定因子,长春市年露水凝结量约为 23—35 mm,如城市绿地区所占比例降低至 5%,年露水量基本可忽略不计。东北城市露水强度可通过 $I=(-5.9+0.156RH-0.86V_{night}+0.117R_n)\times10^{-2}$($R^2=0.857$)模型进行模拟。结合研究区 1965—2015 年植物生长期夜间凝露段气候因子的变化趋势,判断东北城市生态系统露水量的变化率为-1.07 mm/10a($P<0.01$)。在相对湿度、夜间风速和太阳辐射共同影响条件下,研究区气候变化对露水凝结影响不大。提供了城市不同下垫面露水监测及计算的方法,完善了不同生态系统露水监测体系,通过间接模型法构建了露水强度模拟模型,进一步明确了气候变化对近地表水循环的影响。

**关键词**:东北城市;露水凝结;暖干趋势;影响因子;多元线性回归

# Monitoring dew condensation and its response to conventional meteorological factors in an urban ecosystem of northeastern China

XU Yingying [1,2,*], TANG Jie [2], ZHU Hui [3], LIN Yingzi [1], JIN Minglan [1], ZHU Xinyue [1]
1 *Key Laboratory of Songliao Aquatic Environment, Ministry of Education, Jilin Jianzhu University, Changchun* 130118, *China*
2 *College of Resources and Environment, Jilin University, Changchun* 130021, *China*
3 *Key Laboratory of Wetland Ecology and Environment, Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, Changchun* 130102, *China*

**Abstract**: In northeastern China, over the last four decades, global warming has resulted in a decrease in precipitation and increase in temperature that have intensified evaporation, resulting in a decline in soil moisture. Dew is a crucial factor in the water and nutrient cycle of urban ecosystems; thus, could exert considerable influence on the water cycle by affecting the vapor condensation. To reveal the effects of global warming on dew variation in urban ecosystems, dew was monitored daily using poplar wooden sticks, asphalt blocks, and soil blocks in the complex urban landscapes of Changchun, northeastern China. A correlation analysis was conducted between meteorological factors and dew intensity in greenbelt areas of the urban ecosystem. The results indicated that dew intensity correlated positively with relative humidity, dew point temperature, air temperature, wind chill temperature, and solar radiation ($n=254$, $P<0.01$), whereas it correlated

**基金项目**:国家自然科学青年基金项目(41401229);国家水体污染控制与治理科技重大专项(2012ZX07201004);吉林省教育厅“十三五”科学技术研究项目(2016161)
**收稿日期**:2016-01-12; **网络出版日期**:2016-08-30
*通讯作者 Corresponding author.E-mail: xuyingying.1019@aliyun.com

negatively with $PM_{2.5}$, $PM_{10}$, air quality index, nocturnal wind speed, and atmospheric pressure ($n = 254$, $P<0.01$). During the monitoring period, there were 132—136 dew days per year, which accounted for 62.5% of the frost-free season in Changchun. Substrate plays a notable roll in the formation of dew, and at night, dew intensity showed different patterns among the various landscapes. The landscapes in descending order of average dew intensity were greenbelt (0.0607 mm), bare land (0.0100 mm), and roads (0.0049 mm) ($P<0.01$). Dew plays an important role in the greenbelt water balance and the dewfall in July, August, and September was equal to 22.52% and 23.61% of the rainfall for the same period in 2014 and 2015, respectively. According to the proportion of each landscape, dewfall was 23—25 mm/ac in Changchun. The results suggested that increased vegetation coverage could enhance the amount of water vapor available to condense on the ground surface. However, water could not condense if the proportion of the urban greenbelt area was reduced to 5%. Based on synchronous meteorological data, a stepwise linear multiple regression model was established to predict the dew amount. The model successfully revealed the relationship between simulated and measured dew intensities. The results suggested that a warmer and drier climate would not lead to a substantial reduction in dew. Combining the model and climate data for the study area from 1965—2015 during the dew condensation period, annual dewfall showed a decreasing trend of −1.07 mm/10 ac ($P<0.01$). However, under the mutual influence of relative humidity, wind speed, and solar radiation, the impact of climate change on dew condensation was not obvious. The present study developed a method for monitoring and calculating dew on different underlying surfaces of an urban ecosystem, and it improved the system of dew surveillance. The established empirical model could be used to predict dew intensity and help clarify the impact of climate change on the near-surface water cycle.

**Key Words**: urban ecosystem; dew condensation; trend of warm and dry; impact factors; stepwise linear multi-variation regression model

水汽凝结是普遍发生的气象现象,露水是城市生态系统重要的凝结水资源和湿度来源,近年来对于城市露水研究引起越来越多学者的兴趣和关注[1-3]。露水作为环境因子具有多方面的生态效应,露水易被植物叶片吸收,在夜间补充调节叶片水分[4],保持冠层叶面湿度,减缓植物蒸腾作用[5],也可补充必要的 N、K、P 等营养元素[6-7]。露水形成过程中以大气中细小的气溶胶为凝结核,有空气净化的作用[8-9],也可作为指示剂揭示近地表大气中的污染物质[10-11]。因此准确衡量城市露水凝结量非常必要,城市露水的监测方法已成为国内外研究的焦点问题。

与其它降水形式相比,露水不仅与局地的气象条件紧密相关,也取决于大气地表的物理特征以及周围环境的辐射、热动力学、空气动力学特征,因此增加了露水观测的难度,也局限了对露水的认识。国内外在监测和计算露水方面尚在起步阶段,其中有关监测计算露水凝结的方法问题研究更为少见,目前对露水的监测方法主要有直接监测法和间接模型法。直接监测法是利用监测器的原位差减法,即为早晚监测器(微型测渗计[12]、布片收集器[13]、杨木棒收集器[14]、雾露收集筒[15]、露水收集板[16])的重量差,该方法具有广普性,对露水量的计算较为准确,但对监测器的收集时间要求高,耗费人力,且在收集或称量监测器时易引进人为误差。因此间接模型法也取得一定进展,即在直接监测法的基础上推导出间接模拟模型,模型多以气象因素(相对湿度、风速、净辐射、云量等)作为变量,该方法节省了监测的人力,但需辅助监测气象因子。

在城市生态系统中,为收集更多露水作为饮用水,Lekouch[17] 和 Beysens[10] 等人使用冷凝器(表面为 $TiO_2$ 和镶嵌于聚乙烯的滴状 $BaSO_4$ 制成的长方形金属薄片)监测并收集露水。在摩洛哥城市屋顶应用此法,每年可为每户家庭提供 18.85 mm 的露水饮用水[17],可见城市露水凝结量非常可观。该方法加快了露水冷凝速率,但无法模拟夜间水汽的真实凝结速率及凝结量。叶有华等[2,13]使用天鹅绒布片监测了广东从化地区绿地区露水凝结的真实情况,该方法主要以监测单日单位面积绿地区露水量为目的。随着城市的高速发展,城市景观斑块趋于复杂化,下垫面的差异对露水凝结影响较大,现有方法对城市不同下垫面(如绿地、水泥路面

等)露水凝结情况选用同一监测器,直接导致监测露水量的过程引进较大误差,无法准确衡量城市系统整体露水凝结情况。另一方面现有方法局限于单一次数露水凝结现象,无法评价某一时间段的露水量。因此,提供一种能够全面系统地对城市不同下垫面露水进行监测和计算的方法势在必行。

全球变暖是不争的事实,"暖干趋势"已经影响了全球水循环过程。在东北地区气候变化的研究中,对地面气温、降水、风速、蒸发等要素的分析较多,取到了大量的研究成果[18-20]。露水作为下垫面的水汽凝结物,是局地气象因子的综合反应物。随着气温升高、相对湿度降低,很可能对露水的形成产生影响。中国近 50 a 增温速率为 0.25 ℃/10a,而东北是全国增温最显著的地区之一[21],1961—2005 年间,平均气温上升了 0.38 ℃/10a($P<0.01$);降水量倾向率为-5.71 mm/10a($P>0.05$)[18]。有研究表明到 21 世纪后期,由于人类排放增加的影响,中国东北地区气温将可能较目前变暖 3.0 ℃或以上[19],可见"暖干趋势"仍在持续。长春市地处东北腹地,无霜期的气候特征适合露水的凝结,露水是该区水量平衡的重要因子之一,露水凝结量的增降很可能影响水文循环过程,直接关系到淡水的数量和可用性,但对东北城市露水量的监测和模拟尚未展开系统研究。本文拟通过监测长春市区不同下垫面露水的凝结强度及相关的气象参数,分析影响露水凝结的主要因子,将直接监测法和间接模型法结合,构建东北城市露水监测方法,推导模拟露水凝结强度的模型,以期阐明我国东北地区气候变化对露水凝结的影响。

## 1 试验地概况

长春市(43°05′—45°15′N;124°18′—127°02′E)属大陆性季风气候,年平均气温 4.8 ℃,年平均降水量 522—615 mm。长春地区秋季多晴朗天气,湿度大、昼夜温差大、风速小,容易出现浓重的露水凝结;夏季多雨,空气湿度大,在晴朗少云无风的夜间,也适合露水凝结。城市生态系统下垫面组成复杂多样,包括绿地、硬化道路、楼房、湖泊、河流、裸地等。露水是当贴近地面的空气层温度迅速下降时,空气中的水汽达到饱和并凝结成的小水珠,因此距地表较高的楼房不在研究范围,湖泊、河流等水系下垫面环境不易监测水汽凝结情况,故本研究露水凝结区域包括长春市区绿地区、城市道路及未开发的裸地区(不包括楼房、湖泊等区域)。于 2014—2015 年在植物生长期(4 月初—11 月中旬)每日开展观测,实验观测点设在位于长春市东南部的吉林建筑大学,该校位于市中心与市郊的中心地带,下垫面类型完整,具有代表性。绿地区设在校园绿化区,主要植物类型均为东北城市绿化常用灌木或小乔木,包括小叶黄杨(*Buxus sinica* var. *parvifolia* M. Cheng),紫叶小檗(*Berberis thunbergii* var. *atropurpurea* Chenault),小叶女贞(*Ligustrum quihoui* Carr.)等,在绿地区设立观测架;道路区设在表面为沥青铺设的道路;裸地区设在校园未开发的裸土地。每日对不同类型下垫面的露水凝结进行观测。

## 2 方法与材料

### 2.1 试验方法

采用杨木棒作为城市绿地区域露水监测器,质地为经过抛光后的实心长方体杨木棒,其规格为 20 cm×4 cm×4 cm;采用沥青块作为硬化路面区域露水监测器,质地为实心长方体状沥青体,其规格为 15 cm×15 cm×1 cm;采用铝盒土作为裸地区域露水监测器,其铝盒为圆柱盒,其规格为半径 5 cm,高度为 5 cm,上表面无盖,内部装满原位土。

将实心木棒放入可密封的洁净塑料盒中,将实心沥青块放入可密封的洁净塑料盒中,将装满原位土的铝盒外侧水分擦干,用天平(0.001 g)分别准确称重并记录。在日落后半小时,均送至各试验点,然后将实心木棒取出放置在植物冠层,将实心沥青块放置在硬化地面,将装满原位土的铝盒放置在裸露地面;在日出前半小时,将实心木棒、实心沥青块、装满原位土的铝盒分别取回,并对应放入洁净塑料盒中,将装满原位土的铝盒外侧水分擦干,然后用天平(0.001 g)分别准确称重并记录。每日采用 LAI 叶面积仪(LAI-2200C,美国)监测叶面积指数并记录;由于难以区分露日夜里的露水凝结和降雨,如在日落后和日出前发生降水事件,当天的露水

量即为 0。

露水作为小气候影响下的一种自然现象,其凝结条件与远距离气象因子变化相关性弱。因此在试验点测定相对湿度($RH$,%),露点温度($T_d$,℃),气温($T_a$,℃),辐射($R_n$,MJ/m$^2$),近地表 1 米风速($V_{night}$,m/s),降水量(mm),风向及汽压($P$,hpa)等气象指标。所有指标记录间隔均为 1 h,数据处理过程中,辐射为日间辐射总和,其他因子为夜间凝露时段平均值。各监测点每小时实时空气质量指数(AQI)与大气颗粒物($PM_{10}$、$PM_{2.5}$)质量浓度来源于吉林省环保厅网站实时公布的数据,其余气象指标由试验点气象站(MILOS 520,芬兰)实时监测。

**2.2　露水量计算**

试验点的单日露水强度

$$I_{iq} = \frac{10 \times (W_{ir} - W_{is})}{S_i} \tag{1}$$

下垫面为路面和裸地的月露水量

$$DF_{2/3mu} = \sum_{d=1}^{D_d} I_{2/3q} \tag{2}$$

下垫面为绿地的月露水量

$$DF_{1mu} = \sum_{d=1}^{D_d} 2 \times LAI_{1q} \times I_{1q} \tag{3}$$

不同下垫面区域的年露水量

$$DF_{ai} = \sum_{u=1}^{n} DF_{imu} \tag{4}$$

城市系统的年露水量

$$DF_a = \sum A_i DF_{ai} \tag{5}$$

式中,$i$ 为不同下垫面类型,其中 $i$ 为 1 代表绿地,$i$ 为 2 代表路面,$i$ 为 3 代表裸地;10 为换算系数;$I_{iq}$为试验点单日露水强度(mm);$W_{is}$为日落后各监测器的重量(g),$W_{ir}$为日出前各监测器的重量(g),$S_i$为各露水监测器的有效表面积(cm$^2$);$DF_{ium}$为不同下垫面区域的月露水量(mm);2 为植物叶片正反面系数;$D_d$为月露日数(day);$LAI_{1d}$为日叶面积指数(cm$^2$/cm$^2$);$DF_{ai}$为不同下垫面区域的年露水量(mm);$n$ 为露水凝结月份数量(个);$DF_a$为城市系统年露水量(mm);$A_i$为不同下垫面区域所占城市面积比例。

**2.3　数据统计及模型构建过程**

实验数据的正态性检验及显著性分析采用 SPSS 16.0 软件进行分析。本研究采用 2014 年数据(120 组)构建模型,2015 年数据(134 组)检验验证模型。需要说明的是,由于监测器差减法在凝结水监测过程中应用较为成熟,因此本文中应用该方法计算得到的露水量视为真实的露水凝结情况(真实值),模型计算得出数值为模拟值。本研究应用相关性分析筛选出影响露水形成的气象因子做自变量,选择多元线性逐步回归模型,构建气象因子对露水强度(因变量)影响的模拟模型。选择决定系数($R^2$)最高的模型,并应用方差分析和残差分析评价模型精度。选择多元线性逐步回归模型的原因是避免因变量与自变量间存在线性依存关系;其次,根据数据分析可知,因变量呈正态分布,模拟值与实测值间的差值(残差)服从正态分布;各因变量观测值间是独立的,适合多元线性逐步回归模型的使用条件。

**2.4　气候资料及处理方法**

所用长春市历史气候数据均来自于长春市气象局。包括 1965—2015 年植物生长期(4 月 1 日—11 月 20 日)露水凝结段(日落后半小时至日出前半小时)相对湿度($RH$,%)、气温($T_a$,℃)、近地表 1 米风速($V_{night}$,m/s)平均值(夜均值)及距平值,植物生长期(4 月 1 日—11 月 20 日)日辐射($R_n$,MJ/m$^2$)平均值(日均值)、降水量(mm)值及距平值。结合模拟露水强度模型中相关气象参数平均值,得到 1965—2015 年植物生长期(4 月 1 日—11 月 20 日)露水强度均值,根据露水量计算公式(式 3—式 5)得到年露水量平均值和距平值。主要讨

论各气象要素及年露水量的长时间序列及变化趋势(线性拟合),利用时间与距平值之间的相关系数对变化趋势进行显著性检验。气候要素及年露水量的趋势变化采用一元线性回归模型描述,即:$y = a + bx$。式中 $y$ 为气候要素或年露水量序列,$x$ 为时间序列(本文中为 1965—2015 年),b 为线性趋势项,10$b$ 即为气候要素及年露水量每 10 a 的气候倾向率,用于定量分析气候要素、年露水量变化的线性趋势。

## 3 结果与讨论

### 3.1 露水强度监测

2014,2015 年试验期 4—11 月的露日数($D_d$)分别为 136 和 132 个露日,占无霜期的 63.5% 和 62.6%(图 1),无露日均为夜晚有降水事件发生,可见在东北城市生态系统水汽的夜间凝结是普遍的气象现象,无降水事件时均有水汽凝结。由图 1 可知,试验期长春市绿地区、裸地区及道路地区的露水发生频率较接近,每晚露水凝结强度平均值分别为 0.0607,0.0100,0.0049 mm,露水强度在绿地区>裸地>道路($P<0.01$)。Richards 发现温哥华市区草地与市郊地区每晚的凝结量是 0.11—0.13 mm,市区平均每天的凝结量为 0.07—0.09 mm[22-23],略高于本研究区。这可能是由于温哥华市属温带海洋性气候,相对湿度较高,夜间水汽更易冷凝。

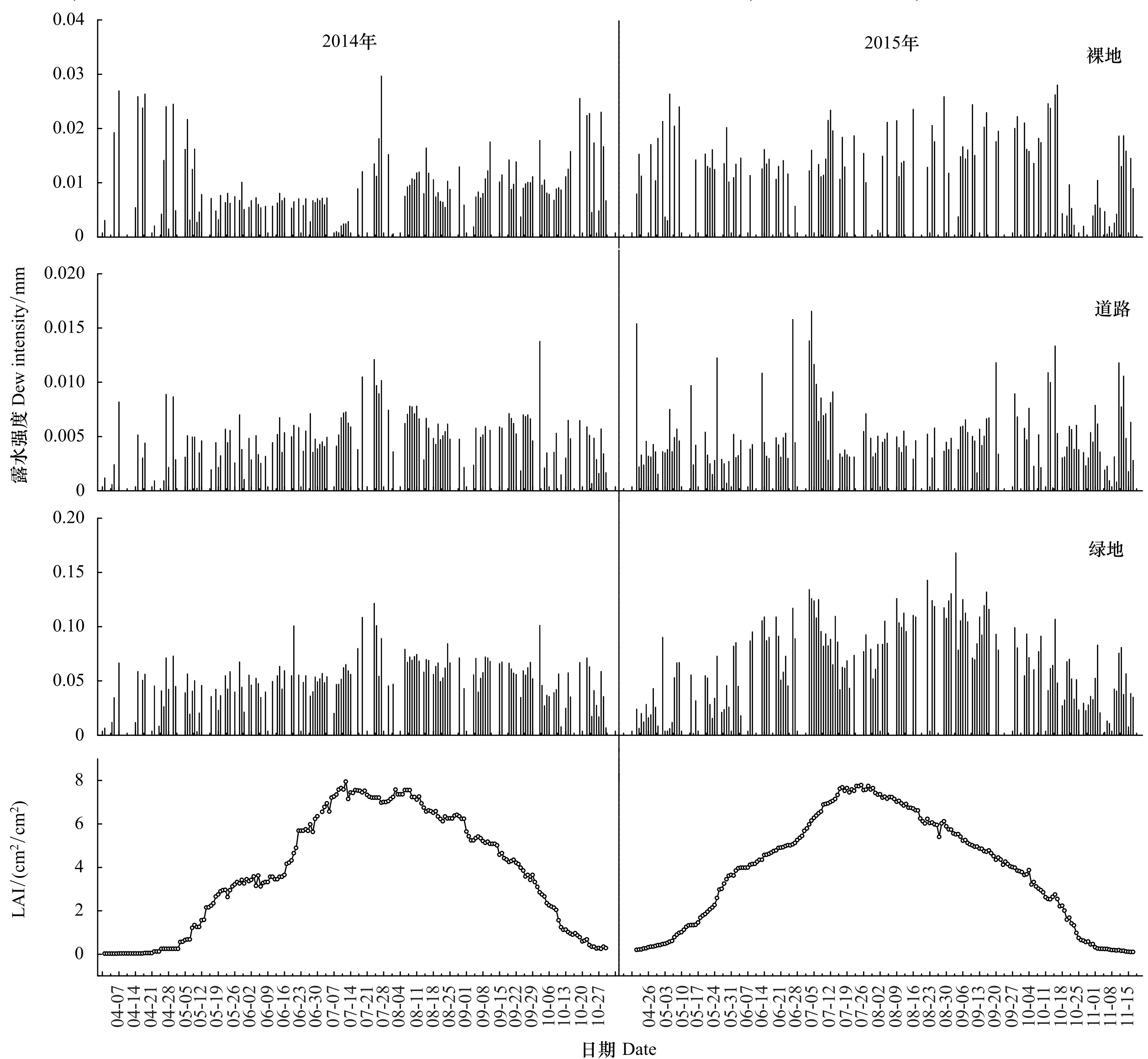



**图 1 长春市不同土地利用类型露水强度**

**Fig.1 Variation of dew intensity in greenbelt, bare land, and road landscapes in Changchun**

经计算,长春市 2014,2015 年 4 月—11 月不同下垫面的月露水量如图 2 所示。由图可知,绿地区是城市生态系统露水凝结的主要区域,绿地区露水凝结量在 7 月、8 月和 9 月达到峰值,裸地和道路露水量最少且各月间变化不明显。绿地区的露水凝结量显著高于道路及裸地区域,2014,2015 年绿地区 7 月、8 月和 9 月的露水总量分别为 46.29 mm 和 72.24 mm,占同期降水量的 22.52% 和 23.61%。绿地区露水凝结量显著高于道路和裸地区的主要原因是较高的叶面积指数(LAI),绿地区的密集的植物叶片为水汽冷凝提供更充分的凝结场所。由于 20 世纪 80 年代以来,长春市城市化进程加快,城市规模不断扩大,随着城区钢筋水泥构筑物激增,城市下垫面原本的植物或裸土逐渐被水泥、沥青等取代,硬化路面阻断了空气中的水汽循环,不利于水汽的向下运移。2014 年和 2015 年绿地区、道路、裸地年露水凝结量分别为 61.43,0.63,1.29 mm 和 94.21,0.74,1.50 mm,可见城市绿地区的露水凝结量是城市生态系统重要的水分输入项。根据《长春市土地利用总体规划(2006—2020 年)》数据显示,目前绿地区域占长春市区面积比例($A_1$)为 36.5%;硬化路面区域占长春市区面积比例($A_2$)为 16.68%;裸地区域占长春市区面积比例($A_3$)为 0.78%。经计算,长春市 2014 年和 2015 年城市的年露水量分别为 23.23 mm 和 34.52 mm。综上所述,东北城市生态系统年露水凝结量约为 23—35 mm,城市中绿地区占市区面积的比例是城市露水量的重要影响因子,如城市绿地区所占比例降低至 5%,年露水量约为 3 mm,基本可以忽略不计。

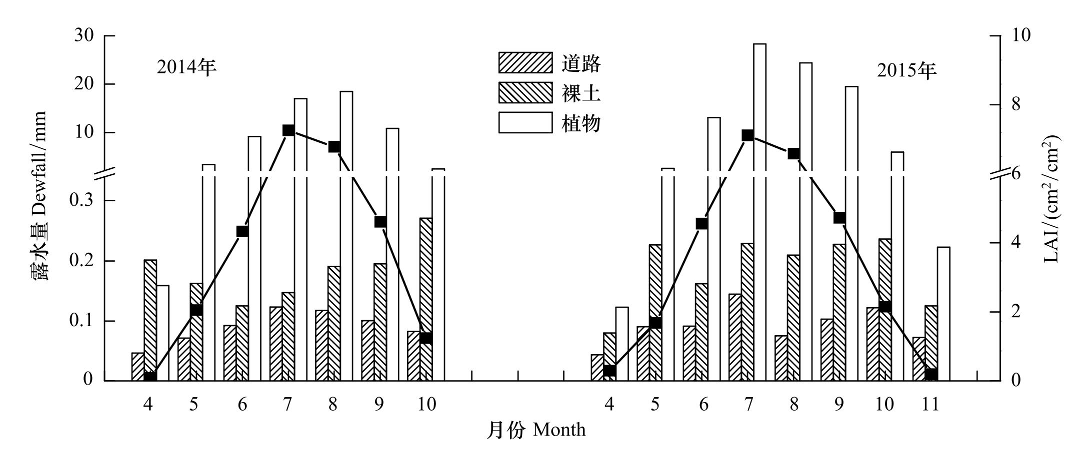



**图 2　长春市区不同下垫面各月露水量及 LAI 变化**

**Fig.2　Variation of dewfall and LAI in greenbelt, road, and bare landscapes in Changchun**

## 3.2　露水强度模型建立

由于硬化地面和裸地区对城市露水量的贡献甚微,本节只对城市绿地区的露水凝结强度做模拟研究。形成露水的条件较为复杂,露水作为气象因子,其形成过程主要受制于各地区局地不同的气象因素。相对湿度[10,23],温度[24-26],云量[10],风[27-28]等因素均可能对夜间水汽的凝结有影响。采用 2014 和 2015 年实验期长春市露水强度和夜间气象数据进行相关分析。如表 1 所示,城市绿地区露水强度($I$)与相对湿度($RH$)、露点温度($T_d$)、气温($T_a$)、风寒温度(Wind chill)、太阳辐射($R_n$)($n=254, P<0.01$)正相关,与 $PM_{2.5}$、$PM_{10}$、夜间风速($V_{night}$)、气压($P$)、空气质量指数(AQI)($n=254, P<0.01$)负相关。因此因子 $RH$、$T_d$、$T_a$、Wind chill、$R_n$、$PM_{2.5}$、$PM_{10}$、$V_{night}$、$P$、AQI 均与绿地区露水强度呈线性关系。

**表 1　城市绿地区露水强度与各气象因子相关系数**

**Table 1　Correlation Coefficients between dew intensity and meteorological factors in greenbelt**

| 气象因子 Meteorological factors | $PM_{2.5}$ | $PM_{10}$ | 相对湿度 $RH$ | 露点温度 $T_d$ | 气温 $T_a$ | 夜间风速 $V_{night}$ | 风向 Wind direction | 风寒温度 Wind chill | 太阳辐射 $R_n$ | 气压 $P$ | 降雨量 Rainfall | AQI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 露水强度 Dew intensity | −0.346** | −0.368** | 0.805** | 0.641** | 0.442** | −0.509** | 0.057 | 0.446** | 0.356** | −0.200** | 0.188 | −0.380** |

＊＊. 在 0.01 水平上显著相关(双侧)

选用 2014 年监测的 120 组数据构建逐步多元线性回归模型,如表 2 所示,模型 1 到模型 3 中包括的气象因子个数逐渐增多,且城市绿地露水强度与各气象因子间的复相关系数 $R$ 由模型 1 到模型 3 逐渐升高。回归方程的拟合度越好,决定系数 $R^2$ 越接近 1。其中模型 1 中仅含有变量 $RH$,复相关系数 $R$ 为 0.814,模型 1 可解释 66.2%的因变量(露水强度)数值。模型 2 中含有 $RH$ 和 $R_n$ 两个变量,可解释 84.1%的因变量变化。模型 3 的复相关系数 $R$ 达到 0.926,可解释 85.7%的因变量数值。因此,包括了 $RH$,$R_n$ 和 $V_{night}$ 因子的模型 3 对城市绿地露水强度的模拟效果最佳。

**表 2 模型汇总**

**Table 2 Model Summary**

| 模型 Model | $R$ | $R$ 方 $R$ Square | 调整 $R$ 方 Adjusted $R$ square | 标准估计的误差 Std. error of the estimate |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 0.814[a] | 0.662 | 0.658 | 0.02064 |
| 2 | 0.917[b] | 0.841 | 0.837 | 0.01424 |
| 3 | 0.926[c] | 0.857 | 0.851 | 0.01361 |

a. 模拟变量:(常数),相对湿度; b. 模拟变量:(常数),相对湿度,太阳辐射; c. 模拟变量:(常数),相对湿度,太阳辐射,夜间风速

表 3 为回归计算过程中各方程系数表,由表可知,模型 3 中各系数的 $P$ 值均小于 0.01,具有统计学意义。故模拟绿地区露水强度模型如式 6:

$$I = (-5.9 + 0.156RH - 0.86V_{night} + 0.117R_n) \times 10^{-2} \quad (R^2 = 0.857) \tag{6}$$

**表 3 系数及检验表**

**Table 3 Coefficients**

| 模型 Model | | 非标准化系数 Unstandardized coefficients | | 准系数 Standardized coefficients | $t$ | Sig. | 共线性统计量 Collinearity statistics | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | B | 标准误差 Std. Error | 标准化回归系数 Beta | | | 容差 Tolerance | 方差膨胀因子 VIF |
| 1 | 常数 Constant | −0.059 | 0.011 | | −5.450 | 0.000 | | |
| | 相对湿度 $RH$ | 0.002 | 0.000 | 0.814 | 12.441 | 0.000 | 1.000 | 1.000 |
| 2 | 常数 Constant | −0.092 | 0.008 | | −11.177 | 0.000 | | |
| | 相对湿度 $RH$ | 0.002 | 0.000 | 0.799 | 17.693 | 0.000 | 0.999 | 1.001 |
| | 太阳辐射 $R_n$ | 0.000 | 0.000 | 0.423 | 9.376 | 0.000 | 0.999 | 1.001 |
| 3 | 常数 Constant | −0.059 | 0.010 | | −7.925 | 0.000 | | |
| | 相对湿度 $RH$ | 0.00156 | 0.000 | 0.736 | 15.258 | 0.000 | 0.799 | 1.252 |
| | 太阳辐射 $R_n$ | 0.00117 | 0.000 | 0.417 | 9.651 | 0.000 | 0.996 | 1.004 |
| | 夜间风速 $V_{night}$ | −0.0086 | 0.004 | −0.140 | −2.896 | 0.005 | 0.797 | 1.255 |

### 3.3 露水强度模型验证

#### 3.3.1 累计概率图

如表 3 所示,模型 3 的各个因子系数均具有统计学意义($P$<0.01)。$RH$,$R_n$ 和 $V_{night}$ 因子的容忍度分别为 0.799,0.996 和 0.797(表 3),均不接近 0;方差膨胀因子(VIF)值分别为 1.252,1.004 和 1.255,均不高,因此排除了各因子之间存在共线性的可能。此外,应用残差的正态性检验对模型检验,最直观、最简单的方法是做残差的累计概率图($P$-$P$ 图),它是用来判断一个变量的分布是否与一个指定的分布一致。通过观察观测数据的残差(曲线)在假设直线(正态分布)周围的分布情况,如果两种分布基本相同,在 $P$-$P$ 图中的点应该围绕在一条斜线周围。如图 3 所示,$P$-$P$ 图中的点基本围绕在对角线两侧,说明该模型模拟数据的残差为正态分布。

#### 3.3.2 模型的验证

应用 2015 年的 134 组数据验证了模型模拟值与实测值间的关系。每日露水强度的模拟值和实测值如图

4 所示,可见模拟值与实测值变化规律及数值基本一致,综上可判断该模型能够对城市绿地露水强度起到模拟效果,且模拟效果较好。

**3.4** 气象要素对露水凝结的影响及变化模拟分析

露水受局地气候影响明显,其形成与温度、相对湿度、辐射等环境因子紧密相关。图 5 为 1965—2015 年长春市植物生长期(4 月 1 日—11 月 20 日)夜间露水凝结段相对湿度、气温、近地表 1 m 风速及植物生长期日辐射、降水量、露水量累积距平图。人类活动特别是城市化和工业化进程,对气候系统产生了重要影响。由图 5 可知,长春市夜间凝露时间段气象条件在过去的 50 年有了显著的变化,正经历着以变暖变干为主的气候变化过程。20 世纪 90 年代以来,城市建筑物增多,植被地表被沥青等硬化下垫面取代。此外城市中的机动车辆、工业生产等排放大量的温室气体,对温度的升高也起着重要作用[29-30]。由图 5 可知研究区植物生长期凝露时间段平均气温在波动中逐渐上升,气温倾向率为0.35 ℃/10a($P$<0.01),由于是夜间凝露时间段气温统计值,因此低于近 50 a 东北地区平均气温上升的幅度 0.6 ℃/10a[18];降水量年际变化趋势不明显,整体上呈现出减少的趋势,降水量倾向率为-1.34 mm/10a($P$>0.05),其中 1994—2004 年属于降水偏少的年份,1984—1992 年属于降水较集中的年份。由模型(式 6)判断相对湿度、夜间风速和太阳辐射为露水量影响因子。研究区降水量减少,气温逐步升高,导致相对湿度呈下降趋势,倾向率为-1.14%/10a($P$<0.01),特别是 1994—2004 年下降剧烈;由图 5(d)可知,研究区太阳辐射倾向率为-1.53 MJ $m^{-2}$ $10a^{-1}$($P$<0.01)。1965—1978 年,长春市太阳辐射基本呈减少趋势,1978—1998 年到达地面的太阳总辐射基本为正距平,1998 以后,太阳总辐射距平逐渐转为负值,表明到达地面的太阳总辐射随时间减少。研究表明大气浑浊度的增加及大气中悬浮颗粒的增多是地面太阳辐射减少的重要原因[31]。近年来随着大气中的气溶胶以及其他悬浮物质含量逐渐增多,雾霾天气频发,大气污染造成的大气浑浊度增加,大气颗粒物的吸收和散射作用加强,在一定程度上削弱了到

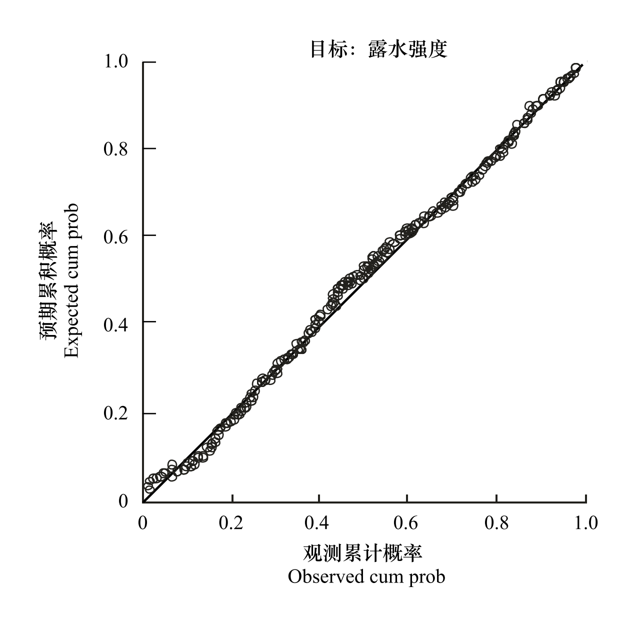



图 3　*P-P* 检验模型残差图

Fig.3　Normal *P-P* plots of regression standardized residual

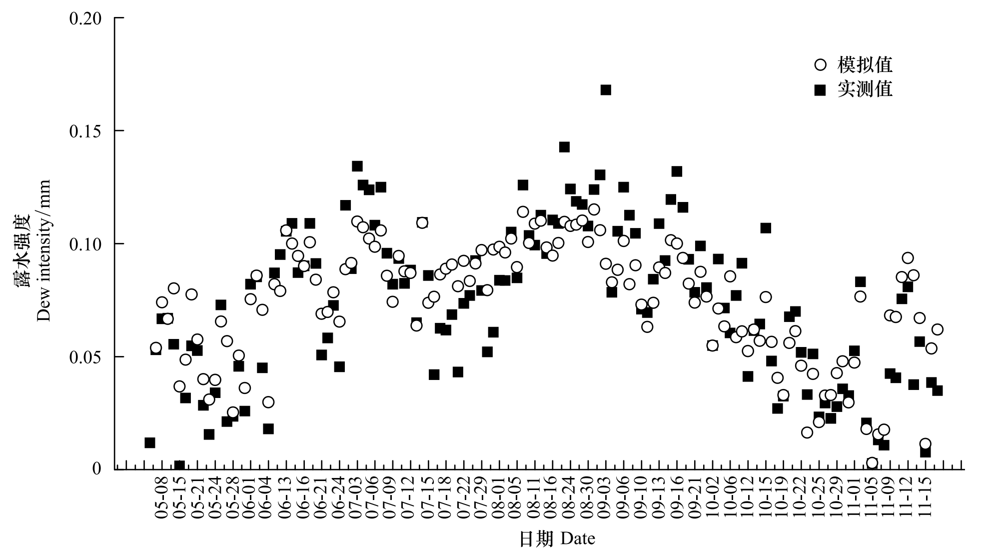



图 4　2015 年城市绿地区露水强度实测值与模拟值对比

Fig.4　Relation between measured and simulated dew intensity in 2015

达地面的太阳辐射;长春地区近 50 年夜间近地表 1 米平均风速呈整体下降趋势,倾向率为-0.24 m $s^{-1}$ $10a^{-1}$($P$<0.01)。平均风速在 1983 年前后出现了气候跃变,由强转弱,1988 年后平均风速减弱速度明显加剧。研究区风速变化与气温变化负相关,冷期风速偏强,暖期风速明显偏弱。

由于城市绿地区露水强度($I$)与相对湿度($RH$)、气温($T_a$)、太阳辐射($R_n$)正相关,与夜间风速($V_{night}$)负相关,因此气候变化下的气象条件(风速除外)不适合露水的形成。根据 2014 年和 2015 年连续观测,假设长春市 4 月—11 月露日数和叶面积指数(LAI)保持不变,即分别为 12.5,19.5,19,21.5,19,19.5,23 d 和 15 d,同期绿地区 LAI 分别为 0.19,1.87,4.44,7.18,6.69,4.67,1.69 和 0.19 $cm^2/cm^2$,且绿地区占城市总面积比例不变,由模型(式 6)模拟得到露水量的变化率为-1.07 mm/10a($P$<0.01)(图 5f)。由图 5 可知,随着研究区夜间相对湿度降低,太阳辐射减弱,露水量呈现下降趋势,而露水凝结与风速呈负相关,随气候变化东北地区的风速呈下降趋势,使夜间水汽更容易凝结;露水量距平的时间变化序列和线性拟合线较好地反映了这种变化趋势。以 2004 年为例,2004 年夜间风速和太阳辐射距平值接近 0,相对湿度为同期最低值,其当年露水凝结能力显著减弱。

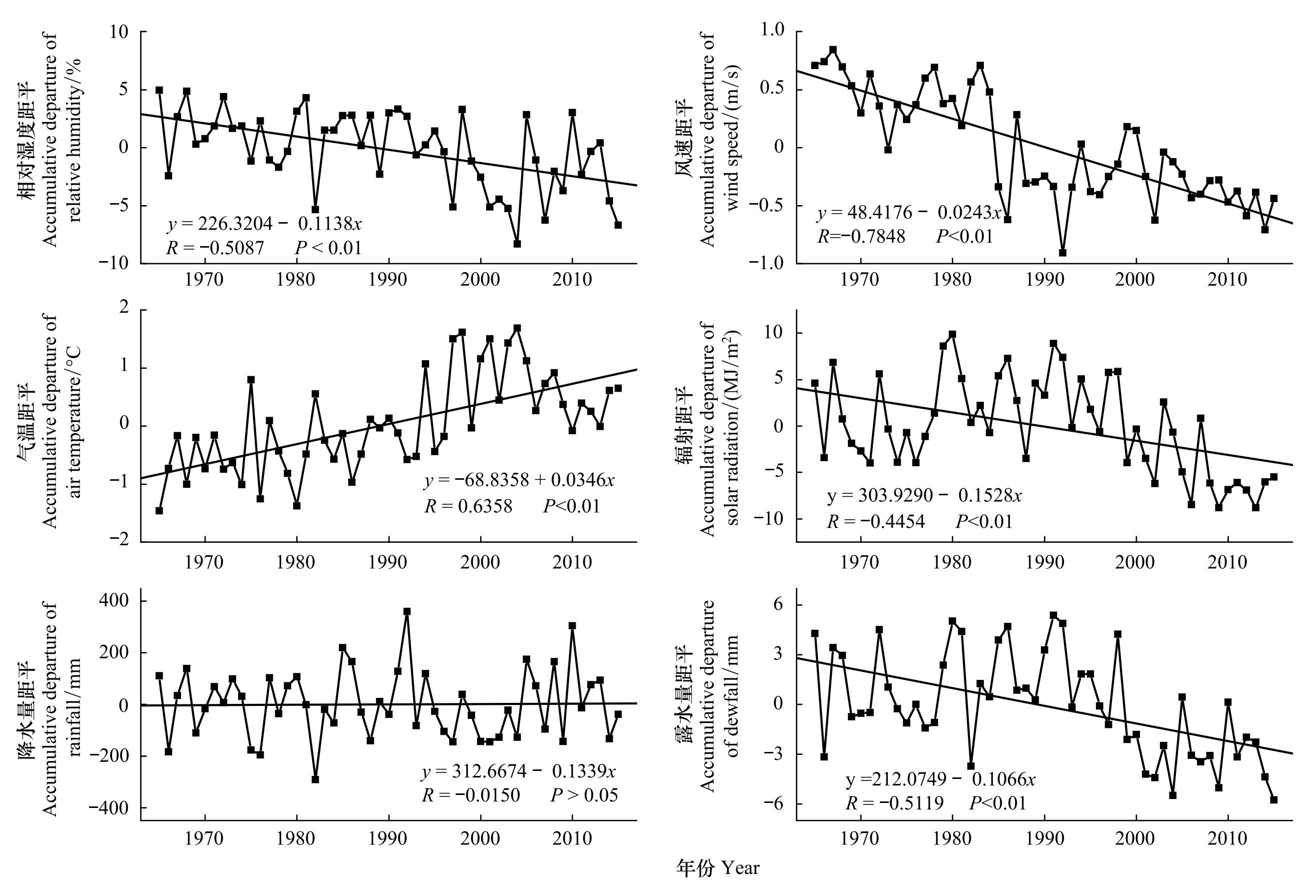



**图 5 长春市露水凝结段气象因子及露水量累积距平**

**Fig.5 Accumulative departure of meteorological factors and dewfall during the dew condensition period in Changchun**

## 4 结论

东北城市年露日数($D_d$)约为 132—136 d,占无霜期的 62.5%左右。绿地是城市生态系统水汽凝结的主要区域,绿地区 7 月、8 月和 9 月的露水总量分别为 46.29 mm 和 72.24 mm,占同期降水量的 22.52%和 23.61%。提高城市生态系统绿化区的比例,可助于夜间水汽向地表界面的运移。东北城市生态系统年露水凝结量约为 23—35 mm,城市中绿地区占市区面积的比例是城市露水量的重要影响因子,如城市绿地区所占比例降低至 5%,年露水量基本可以忽略不计。东北城市露水强度可通过 $I=(-5.9+0.156RH-0.86V_{night}+$

$0.117R_n)\times10^{-2}(R^2=0.857)$模型进行模拟计算,结果表明该模型模拟值与实测值基本相符。结合实验区1965—2015 年植物生长期夜间凝露时间段气候因子的变化趋势可知,相对湿度、气温、近地表 1 米风速、太阳辐射、降水量气候倾向率分别为-1.14%/10a、0.35 ℃/10a、-0.24 $s^{-1}$ $10a^{-1}$、-1.53 MJ $m^{-2}$ $10a^{-1}$($P<0.01$)、-1.34 mm/10a($P>0.05$),综合相关气象因子及模拟模型,判断东北城市生态系统露水量的变化率为-1.07 mm/10a($P<0.01$)。本研究进一步明确了气候变化对城市生态系统下垫面水汽循环的影响。

**参考文献(References):**


[1] 彭少麟, 周凯, 叶有华, 粟娟. 城市热岛效应研究进展. 生态环境, 2005, 14(4): 574-579.
[2] Ye Y H, Zhou K, Song L Y, Jin J H, Peng S L. Dew amounts and its correlations with meteorological factors in urban landscapes of Guangzhou, China. Atmospheric Research, 2007, 86(1): 21-29.
[3] Pan Y P, Wang Y S, Tang G Q, Wu D. Wet and dry deposition of atmospheric nitrogen at ten sites in Northern China. Atmospheric Chemistry and Physics, 2012, 12(14): 6515-6535.
[4] Wen X F, Lee X H, Sun X M, Wang J L, Hu Z M, Li S G, Yu G R. Dew water isotopic ratios and their relationships to ecosystem water pools and fluxes in a cropland and a grassland in China. Oecologia, 2012, 168(2): 549-561.
[5] Schmitz H F, Grant R H. Precipitation and dew in a soybean canopy: spatial variations in leaf wetness and implications for *Phakopsora pachyrhizi* infection. Agricultural and Forest Meteorology, 2009, 149(10): 1621-1627.
[6] Kidron G J, Starinsky A. Chemical composition of dew and rain in an extreme desert (Negev): cobbles serve as sink for nutrients. Journal of Hydrology, 2012, 420-421: 284-291.
[7] Xu Y Y, Yan B X, Zhu H. Leaf dew contributes nutrients to paddies and improves rice growth. Acta Agriculturae Scandinavica, Section B-Soil & Plant Science, 2013, 63(2): 97-106.
[8] Polkowska Ż, Błaś M, Klimaszewska K, Sobik M, Małek S, Namieśnik J. Chemical characterization of dew water collected in different geographic regions of Poland. Sensors, 2008, 8(6): 4006-4032.
[9] Rubio M A, Lissi E, Herrera N, Pérez V, Fuentes N. Phenol and nitrophenols in the air and dew waters of Santiago de Chile. Chemosphere, 2012, 86(10): 1035-1039.
[10] Beysens D, Muselli M, Nikolayev V, Narhe R, Milimouk I. Measurement and modelling of dew in island, coastal and alpine areas. Atmospheric Research, 2005, 73(1/2): 1-22.
[11] 徐莹莹, 阎百兴, 王莉霞, 刘树元, 祝惠. 三江平原毛苔草露水中的金属含量研究. 湿地科学, 2011, 9(1): 69-74.
[12] 郭占荣, 刘建辉. 中国干旱半干旱地区土壤凝结水研究综述. 干旱区研究, 2005, 22(4): 576-580.
[13] 叶有华, 周凯, 彭少麟, 虞依娜, 邓敏. 广东从化地区晴朗夜间露水凝结研究. 热带地理, 2009, 29(1): 26-30.
[14] 阎百兴, 徐莹莹, 王莉霞. 三江平原农业生态系统露水凝结规律. 生态学报, 2010, 30(20): 5577-5584.
[15] 刘文杰, 曾觉民, 王昌命, 李红梅, 段文平. 森林与雾露水关系研究进展. 自然资源学报, 2001, 16(6): 571-575.
[16] Muselli M, Beysens D, Mileta M, Milimouk I. Dew and rain water collection in the Dalmatian coast, Croatia. Atmospheric Research, 2009, 92(4): 455-463.
[17] Lekouch I, Lekouch K, Muselli M, Mongruel A, Kabbachi B, Beysens D. Rooftop dew, fog and rain collection in southwest Morocco and predictive dew modeling using neural networks. Journal of Hydrology, 2012, 448-449: 60-72.
[18] 贺伟, 布仁仓, 熊在平, 胡远满. 1961—2005 年东北地区气温和降水变化趋势. 生态学报, 2013, 33(2): 519-531.
[19] 赵宗慈, 罗勇. 21 世纪中国东北地区气候变化预估. 气象与环境学报, 2007, 23(3): 1-4.
[20] 郑红星, 刘静. 东北地区近 40 年干燥指数变化趋势及其气候敏感性. 地理研究, 2011, 30(10): 1765-1774.
[21] Zuo H C, Li D L, Hu Y Q, Bao Y, Lv S H. Characteristics of climatic trends and correlation between pan-evaporation and environmental factors in the last 40 years over China. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(12): 1235-1241.
[22] Richards K. Observation and simulation of dew in rural and urban environments. Progress in Physical Geography, 2004, 28(1): 76-94.
[23] Richards K. Urban and Rural dewfall, surface moisture, and associated canopy-level air temperature and humidity measurements for Vancouver, Canada. Boundary-Layer Meteorology, 2005, 114(1): 143-163.
[24] Angus D E. Measurements of dew. Arid Zone Research, 1958, 2: 301-303.
[25] Duvdevani S. Dew in Israel and its effect on plants. Soil Science, 1964, 98(1): 14-21.
[26] Takenaka N, Soda H, Sato K, Terada H, Suzue T, Bandow H, Maeda Y. Difference in amounts and composition of dew from different types of dew collectors. Water, Air, and Soil Pollution, 2003, 147(1/4): 51-60.
[27] Kidron G J. Angle and aspect dependent dew and fog precipitation in the Negev Desert. Journal of Hydrology, 2005, 301(1/4): 66-74.
[28] Klimaszewska K, Sârbu C, Polkowska Z, Lech D, Pasławski P, Małek S, Namieśnik J. Application of linear discriminant analysis to the study of dew chemistry on the basis of samples collected in Poland (2004-2005). Central European Journal of Chemistry, 2009, 7(1): 20-30.
[29] Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, Rosenfeld D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. Science, 2001, 294(5549): 2119-2124.
[30] Roderick M L, Farquhar G D. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. Science, 2002, 298(5597): 1410-1411.
[31] 齐月, 房世波, 周文佐. 近 50 年来中国地面太阳辐射变化及其空间分布. 生态学报, 2014, 34(24): 7444-7453.